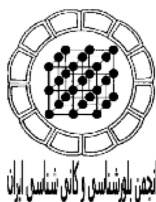


مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و سوم، شماره‌ی اول، بهار ۹۴، از صفحهٔ ۱۵ تا ۳۰

ویژگی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی سنگ‌های فلدسپاتوئیددار جنوب غرب سراب (شمال‌غرب ایران)

لیلا عبادی[1]، امین الله کمالی[2*]، رسول فردوسی[2]، محمد فدائیان[3]، مسعود حیدری[2]

۱- دانشگاه آزاد اسلامی اهر، اهر

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳- گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵ تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۹۲/۴/۸، نسخه نهایی: ۹۲/۹/۲۰)

چکیده: مهم‌ترین توده‌های سینیتی ایران، در شمال غرب و در استان آذربایجان شرقی برونزد دارند که در ارتباط با ماگماتیسم ائوسن فوقانی تا الیگوسن پایینی هستند. توده‌ی عباس‌آباد - باشکند، یکی از این توده‌هاست که به صورت چند توده‌ی کوچک و مجزا در غرب توده‌ی اصلی نفلین سینیت بزقوش قرار دارد. بافت ریزدانه، پورفیری و پورفیریتیک ریزدانه از بافت‌های معمول این سنگ‌هاست. براساس رده‌بندی مدی، سنگ‌های مورد بررسی در رده‌ی شبه‌لوسیت سینیت، مونزودیوریت نفلین‌دار، سینیت آنالسیم‌دار و سینیت قرار می‌گیرند. کانی‌های اصلی آن شامل پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، شبه‌لوسیت، آنالسیم و نفلین می‌شوند و پیروکسن، الیوین، بیوتیت، هورنبلند، کدر، زیرکن و آپاتیت کانی‌های فرعی سنگ را تشکیل می‌دهند. کانی‌های ثانویه سنگ عبارتند از سریسیت، کلریت، اورالیت، ایدینگزیت، اکسیدآهن وکانی‌های رسی. نتایج حاصل از پراش پرتو X وجود کانی‌های آنالسیم، ناترولیت، نفلین و فلدسپارباریم‌دار (سلزین) را در این سنگ‌ها نشان می‌دهد. بر اساس نتایج تجزیه شیمی کلینوپیروکسن‌ها، تمامی آن‌ها در قلمرو پیروکسن‌های کلسیم-منیزیم و آهن‌دار قرار گرفته‌اند. ترکیب عضو انتهایی پیروکسن‌ها بین $En_{40.75}Fs_{9.40}Wo_{43.98}$ تا $En_{43.23}\ Fs_{13.61}Wo_{47.8}$ متغیر است، که نشان دهنده‌ی کلینوپیروکسن‌های اوژیت دیوپسیدی در نفلین سینیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی است. بر اساس رده‌بندی شیمیایی، سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی نفلین‌سینیت، سینیت و شبه‌دیوریت قرار می‌گیرند. همچنین این سنگ‌ها بر اساس کانی‌شناسی و ضریب آگپایتیک جزء نفلین سینیت‌های میاشکایتیک محسوب می‌شوند. سری ماگمایی این سنگ‌ها با توجه به کانی‌های سنگ‌ساز، پتاسی قلیایی تا شوشونیتی است. حضور کانی‌های دارای آلومینیم و کانی‌های فرومنیزین و کدر عامل اصلی کنترل کننده‌ی میزان اکسیدهای اصلی مانند Al_2O_3، K_2O، MgO و CaO در سنگ‌های منطقه است. مقادیر K_2O با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابد که نشان دهنده سرشت پتاس این سنگ‌هاست. نمودارهای ژئوشیمیایی، عنکبوتی و الگوهای REE سنگ‌های مورد بررسی بیانگر یک محیط زمین ساختی وابسته به فرورانش این سنگ‌هاست. غنی‌شدگی مشخص سنگ‌های قلیایی مورد بررسی از عناصری مثل Rb, Ba, Th, U, K می‌تواند در ارتباط با فرایندهای دگرنهادی گوشته باشد. وجود بیهنجاری منفی Ti, Nb, Ta و سرشت متاآلومینوس سنگ‌های مورد بررسی، احتمالاً ناشی از تأثیر فرورانش نئوتتیس بر منابع گوشته‌ای و نیز باعث غنی‌شدگی این سنگ‌ها از Pb و LREE ها شده است.

واژه‌های کلیدی: *باشکند؛ سینیت؛ سینیت آنالسیم‌دار؛ فلدسپاتوئید؛ الیگومیوسن؛ البرز- آذربایجان.*

مقدمه

منطقه‌ی مورد بررسی در جنوب غرب سراب و در استان آذربایجان‌شرقی، بین طول‌های جغرافیایی ۶۲′ ۴۷° و ۱۲′ ۴۷° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۴۶′ ۳۷° و ۵۰′ ۳۷° شمالی واقع شده است. بر اساس تقسیم‌بندی تکتونوماگمایی ایران، سنگ‌های مورد بررسی در کمربند ماگمایی البرز- آذربایجان

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۸۴۵۲۲۱۳، نمابر: ۳۳۹۲۷۰۳۳ (۰۴۱)، پست الکترونیکی: aminkamali63@yahoo.com

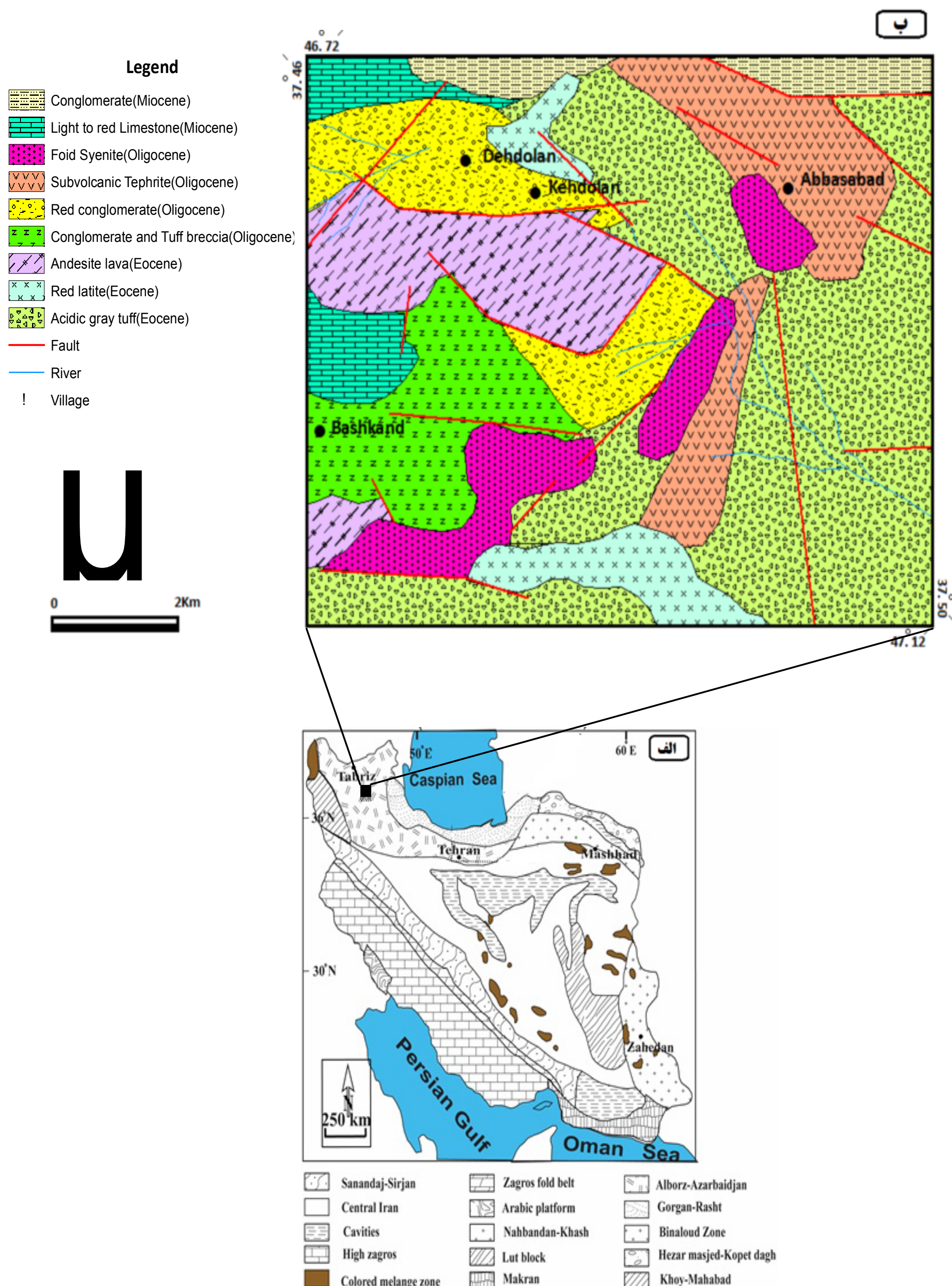
قرار داشته [۲،۱] (شکل ۱) و بر اساس تقسیم‌بندی پیشنهادی [۳] گستره‌ی مورد بررسی به عنوان بخشی از زون ترشیر-کواترنر ایران محسوب می‌شود. در آغاز الیگوسن، بر اثر حرکت-های کوهزایی پیرنه همانند بسیاری از نقاط البرز و ایران مرکزی، در آذربایجان نیز توده‌های نفوذی متعدد مانند سینیت بزقوش [۴]، کلیبر و اهر [۵] به درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده است. توده‌های سینیتی فلدسپاتوئیددار آذربایجان تماماً به ماگماتیسم بعد از ائوسن فوقانی ارتباط دارند و سن آن‌ها نیز کم و بیش اولیگوسن آغازی است. از نظر ژنتیک نیز احتمالاً به هم وابسته‌اند زیرا تقریباً در یک راستای (شمالی- جنوبی) قرار دارند. اولین توصیف و بررسی سنگ-شناسی کامل نفلین سینیت‌ها و فنولیت‌های شمال آذربایجان توسط [۵] در قالب پایان‌نامه‌ی کارشناسی‌ارشد تحت عنوان ((مطالعه‌ی سنگ نگاری و ژئوشیمی نفلین سینیت‌ها و فنولیت‌های آذربایجان)) انجام گرفته است. افتخارنژاد و همکاران در [۶] با تکیه بر بررسی‌های مفصل زمین شناسی و سنگ‌شناسی و نمونه‌گیری‌های ژئوشیمیایی و آزمایش‌های کانه آرایی و فناوری انجام شده، توده‌ی بزقوش را، برای استفاده در صنعت آلومینا، شیشه و سرامیک و توده‌ی رزگاه را، برای مصرف در صنایع شیشه و سرامیک مورد ارزیابی دقیق قراردادند. باباخانی و امینی آذر [۷] در قالب طرحی، نفلین-سینیت کلیبر را مورد ارزیابی قرار داده و نشان دادند که توده‌ی نفلین‌سینیتی کلیبر دارای سه بخش مهم شامل نفلین‌سینیت درشت بلور خاکستری رنگ میانی، بخش گابرویی (ایژولیتی) حاشیه‌ای و بخش نفلین فلدسپاتی روشن (یوویتی) است. اشرفی [۸] در پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد خود با بررسی نفلین شبه‌دولوسیت سینیت‌های منطقه‌ی رزگاه به سری ماگمایی قلیایی غنی از پتاسیم است. مشخصات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های رزگاه، آن‌ها را در ردیف سنگ‌های سری میاشکایتیک قرار می‌دهند. شهریار در [۹] نفلین‌سینیت‌های بزقوش را بررسی کرده و به این نتایج دست یافته است ۱- توده فوئیدسینیتی بزقوش از نظر ترکیب مدی اغلب در حد بیوتیت‌نفلین‌مونزوسینیت بوده و بر اساس ضریب آگپاییتیک از نوع میاشکایتیک هستند. ۲- نوع سنگ‌ها قلیایی غنی از پتاسیم بوده و از دیدگاه زمین‌ساختی به محیط با کمان و کمان‌های پس از برخورد وابسته‌اند. اشرفی در [۱۰] میانگین سنی در اثر شکافت آپاتیت برای توده‌های نفلین سینیتی بزقوش و کلیبر و سودولوسیت سینیت رزگاه را به ترتیب ۲٫۶±۲۹، ۳٫۶±۳۶٫۶ و ۲±۴۰٫۸ میلیون سال تعیین کرد. عبادی در [۱۱] بررسی‌های نسبتاً جامعی از ویژگی‌های سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی و زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه انجام داده است و این نوشتار برگرفته از بررسی‌های ایشان است.

تعیین ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری توده‌ی مورد بررسی، مشخص کردن ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط زمین-ساختی آن‌ها از اهداف اصلی این پژوهش است. امید است که این بررسی بتواند ویژگی‌های سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی و در نتیجه ویژگی‌های زمین‌ساختی آن‌ها را آشکار سازد.

زمین‌شناسی عمومی

این منطقه در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قره چمن – ترکمن چای در سمت غرب رشته کوه بزقوش قرار دارد. سنگ-های مورد بررسی نزدیک به روستاهای عباس آباد، باشکند، دهدلان و کهدلان واقع شده‌اند. مهمترین سنگ‌شناسی‌های مجاور فوئیدسینیت‌ها و تفریت‌های عباس‌آباد – باشکند به سن نسبی الیگوسن آغازی شامل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (تراکی‌آندزیت مگاپورفیری، توف‌های خاکستری، سرخ و سبز و لاتیت پورفیری تا مگاپورفیری) و سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی میوسن (کنگلومرا، مارن، برش توفی، ریولیت، ایگنمبریت، ماسه‌سنگ و آهک) می‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با بیشترین بیرون‌زدگی، به صورت لایه‌هایی به رنگ‌ها و ضخامت‌های مختلف دیده می‌شوند. سنگ‌های مورد بررسی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند. در گستره‌ی مورد بررسی سنگ‌های آتشفشانی آندزیت، تراکی آندزیت، لاتیت و لاتی آندزیت مشاهده شده‌اند. در این منطقه تناوبی از لایه‌های چسبناک و محکم مشاهده می‌شوند که به همراه سنگ‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند و شامل تمواد چسبناک اسیدی، ماسه‌ای و با برش قرمز رنگ آنالسیم دارند. همچنین این سنگ‌ها تحت تاثیر شکستگی‌ها و گسل‌خوردگی‌های فراوانی قرار گرفته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میوسن بیشترین بیرون‌زدگی را در بخش غربی منطقه‌ی مورد بررسی نشان می-دهد که در واحدهای رسوبی آهکی فسیل‌هایی از مرجان یافت می‌شوند. سطح تماس فوئیدسینیت‌های عباس‌آباد – باشکند با سایر سنگ‌ها اغلب گسله است. تماس آن‌ها با تفریت‌های مجاور گاهی به صورت تدریجی قابل مشاهده است که خود به ارتباط ژنتیکی با سینیت‌های همراه اشاره دارد. به علل زیر می-

توان گفت که این توده‌ها به صورت هیپو ولکانیک (شبه آتشفشانی یا نیمه‌عمیق) جایگیری کرده‌اند: ۱- وجود کانی‌های شبه‌لوسیت؛ ۲- بافت پورفیری؛ ۳- پیدایش پلاژیوکلازهای منطقه‌ای؛ ۴- تغییر تدریجی ساخت سنگ از دانه‌ای در مرکز توده به نیمه بلورین در حاشیه توده. توده فوئید سینیتی اصلی منطقه در شرق و جنوب‌شرق باشکند قرار داشته و به‌وسیله‌ی دو گسل بزرگ با روند شرقی – غربی محدود است (شکل ۱).



شکل ۱ نقشه‌ی زمین شناسی گستره‌ی مورد بررسی.
الف) نقشه‌ی منطقه‌های ساختاری ایران (با تغییرات از [۱]) و ب) نقشه‌ی زمین شناسی گستره‌ی مورد بررسی [۲].

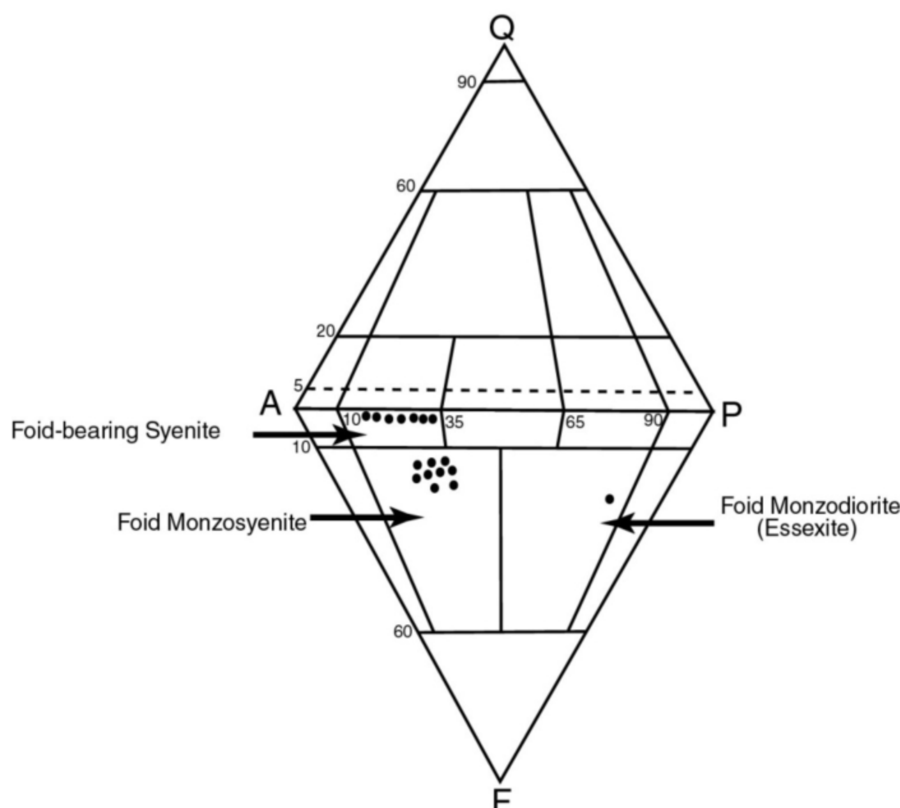
روش بررسی

بررسی‌های صحرایی شامل نمونه‌برداری به خصوص از سنگ-های متنوع، عکس‌برداری از شواهد و پدیده‌های زمین‌شناسی، تعیین گسل‌خوردگی‌ها، تعیین محل تماس سنگ‌ها و غیره بوده‌اند. در طول این بررسی‌ها ۶۰ نمونه‌ی سنگی از منطقه، برای بررسی‌های آزمایشگاهی برداشته شد. ۴۵ نمونه‌ی سنگی برای برش میکروسکوپی در گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز تهیه شدند و بررسی‌های سنگ‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ قطبشی روی آن‌ها انجام گرفت. پس از این مرحله به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی، ۱۲ نمونه‌ی مناسب برای تجزیه‌ی شیمیایی به روش ICP-MS انتخاب شدند و به شرکت Als-chemex در کانادا فرستاده شد. ۵ نمونه نیز از سوی سازمان زمین‌شناسی شمال غرب کشور مورد آنالیز XRD قرار گرفتند. همچنین تجزیه‌ی نقطه‌ای در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با ریزکاونده‌ی الکترونی Cameca مدل SX100(WDS) با ولتاژ شتابدهنده‌ی 15 kV و شدت جریان 10nA صورت گرفت.

بحث و بررسی

سنگ نگاری سنگ‌های نفوذی منطقه

برای نامگذاری سنگ‌های پلوتونیک از نمودارهای مناسبی که توسط پژوهشگران مختلف بدین منظور ارائه شدند، مورد استفاده قرار گرفتند. برخی از این نمودارها بر مبنای کانی-شناسی مدی طراحی و بر پایه‌ی درصد حجمی کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های آذرین نظیر کوارتز، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز مانند نمودار [۱۲] ترسیم شدند رده‌بندی تعدادی از سنگ‌های نفوذی منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی فوئیدمونزوسینیت قرار می‌گیرند. فلدسپاتوئیدهای موجود شامل سودولوسیت، نفلین و آنالسیم می‌شوند. تعدادی از نمونه‌ها هم در گستره‌ی سینیت فوئیددار واقع می‌شوند. فوئید مشاهده شده در این سنگ‌های بیشتر آنالسیم‌اند. یکی از نمونه‌ها نیز در گستره‌ی فوئیدمونزودیوریت قرار می‌گیرد (شکل۲). به طور کلی براساس ترکیب مدی، این سنگ‌ها به فوئیدمونزوسینیت، سینیت فوئیددار و فوئیدمونزودیوریت قابل تقسیم‌اند.



شکل۲ رده‌بندی مدی سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی [۱۲].

سنگ‌نگاری سنگ‌های نوع اول (سودولوسیت نفلین مونزوسینیت)

این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری خیلی روشن، تمام بلورین (هولوکریستالین) و لوکوکرات هستند. ساخت این سنگ‌ها توده‌ای بوده و دارای کانی‌های تیره‌ی پیروکسن، الیوین و بیوتیت و کانی‌های روشن فلدسپار، سودولوسیت و نفلین هستند. در مقطع نازک سنگ دارای بافت پورفیریتیک دانه‌ای می‌باشد. کانی‌های اصلی آن شامل پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، سودولوسیت و نفلین است. آنالسیم، پیروکسن، الیوین، بیوتیت، هورنبلند، کدر و آپاتیت کانی‌های فرعی سنگ را تشکیل می‌دهند. کانی‌های ثانویه سنگ عبارتند از سریسیت، کلریت، اورالیت، ایدینگزیت، اکسیدآهن وکانی‌های رسی. بافت پوئی‌کیلیتیک در پتاسیم فلدسپار دیده می‌شود یعنی پتاسیم فلدسپار کانی‌هایی مثل آپاتیت و کدر را در برگرفته است. نتایج آنالیز XRD وجود فلدسپار باریم دار یعنی سلزین (Celsian)($BaAl_2Si_2O_8$) را در این سنگ نشان می‌دهد (شکل۴). نتایج تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل نیز میزان بالای باریم را نشان می‌دهد. احتمالاً غنی شدگی باریم در مراحل انتهایی جدایی باعث تشکیل فلدسپارهای باریم‌دار در این سنگ شده است. توصیف کامل تعدادی از کانی‌های این سنگ‌ها به قرار زیرند.

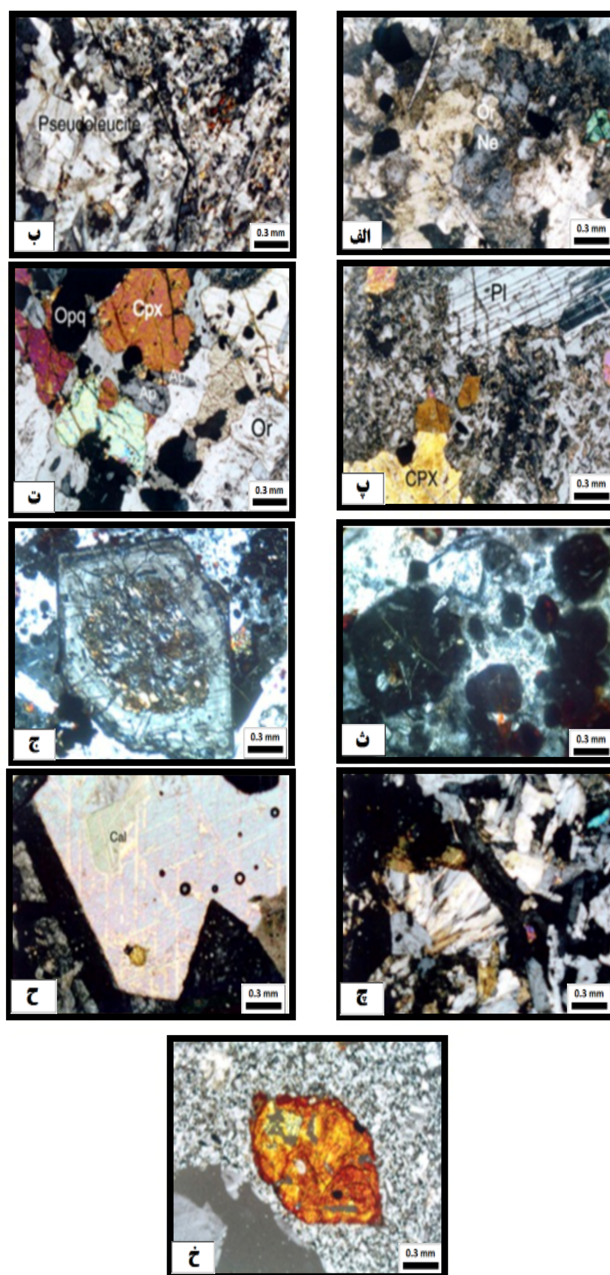
کانی پتاسیم فلدسپار به‌صورت بی شکل تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. اندازه‌ی این کانی از چند میلیمتر تا ۹ میلیمتر است. ارتوز میکرو پرتیتی خیلی کم در مقطع مشاهده شده. در مواردی پتاسیم فلدسپار بافت پوئی‌کیلیتیک نشان می‌دهد. به طوری که درشت بلورهای پتاسیم‌فلدسپار کانی‌هایی مانند پیروکسن و آپاتیت و کدر را در برگرفته‌اند. این کانی تا حدود زیادی به کانی‌های رسی تجزیه شده است (شکل۳الف). سودولوسیت‌ها درشت‌ترین کانی‌های سنگ‌اند که اندازه آن‌ها گاهی به 2cm نیز می‌رسد. مجموعه کانی‌های پتاسیم فلدسپار، نفلین، پلاژیوکلاز، کلسیت، سرسیت و آنالسیم در داخل سودولوسیت‌ها قابل مشاهده‌اند که دو کانی نخست بیشترین فراوانی را دارند. کانی‌های موجود بیشتر بی‌شکل بوده و حالت همرشدی را نشان می‌دهند (شکل۳ب). پلاژیوکلازها به‌صورت بلورهای شکل‌دار و در اندازه‌های چند میلیمتر تا ۸ میلیمتر در این سنگ‌ها حضور دارند. بیشتر آنها دارای ماکل‌های پلی‌سنتتیک و پری‌کلین بوده و منطقه‌بندی شده‌اند. این کانی‌ها به کانی‌هایی نظیر سریسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. نفلین به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار دیده می‌شود و اندازه‌ی آن از چند میلیمتر تا ۵ میلیمتر بوده و بیشتر فضای بین فلدسپارها را پر کرده است و حدود ۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل۳ الف). زیرکن به‌صورت درونگیر در داخل پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلازها دیده می‌شود.

سنگ‌نگاری سنگ‌های نوع دوم (فوئیدمونزودیوریت)

این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری خیلی روشن هستند که فنوکریست‌های فراوان تیره پلاژیوکلاز در زمینه سفید رنگ، سنگ را تیره‌تر نشان می‌دهد. این سنگ‌ها تمام بلورین بوده و دارای کانی‌های تیره پیروکسن، الیوین وبیوتیت و کانی‌های روشن پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار و نفلین است. این سنگ‌ها در مقطع نازک دارای بافت پورفیروئید است که فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز و گاهی پیروکسن در زمینه‌ای شبیه به همرشدی‌های داخل سودولوسیت قرار گرفته است. کانی‌های اصلی سنگ شامل پلاژیوکلاز (۵۵ درصد)، پتاسیم فلدسپار (۲۰ درصد)، نفلین (۷ درصد) و پیروکسن (۸ درصد) است. کانی‌های فرعی سنگ عبارتند از آنالسیم، الیوین، بیوتیت، آپاتیت، کدر و زیرکن. الیوین به صورت کومولایی (یعنی به همراه سایر کانی‌های مافیک و کدر) دیده می‌شود (شکل ۳ پ و ت). کانی‌های ثانویه سرسیت، اکسیدآهن و کانی‌های رسی نیز در سنگ دیده می‌شوند.

سنگ‌نگاری سنگ‌های تیپ سوم (سینیت‌فوئیددار)

این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری دیده می‌شوند. ساخت این سنگ‌ها توده‌ای است. سنگ‌های یاد شده لوکوکرات تا مزوکرات‌اند. کانی‌های روشن موجود در سنگ شامل فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره‌ی سنگ عبارتند از پیروکسن، الیوین، بیوتیت و هورنبلند. در مقطع نازک این سنگ‌ها دارای بافت پورفیریتیک دانه دارند. همچنین بافت‌هایی مثل پوئی‌کیلیتیک، آنتی‌راپاکیوی در این سنگ‌ها قابل مشاهده‌اند. کانی‌های اصلی سنگ فلدسپار قلیایی عبارتند از پلاژیوکلاز، آنالسیم و نفلین. پتاسیم فلدسپار به صورت بی شکل تا نیمه شکل‌دار تقریباً ۶۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد و اغلب به کانی‌های رسی دگرسان شده و در بعضی از آنها هسته‌ی کانی به‌صورت شکل‌دار به طور کامل به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. آنالسیم به صورت شعاعی و دراندازه‌های



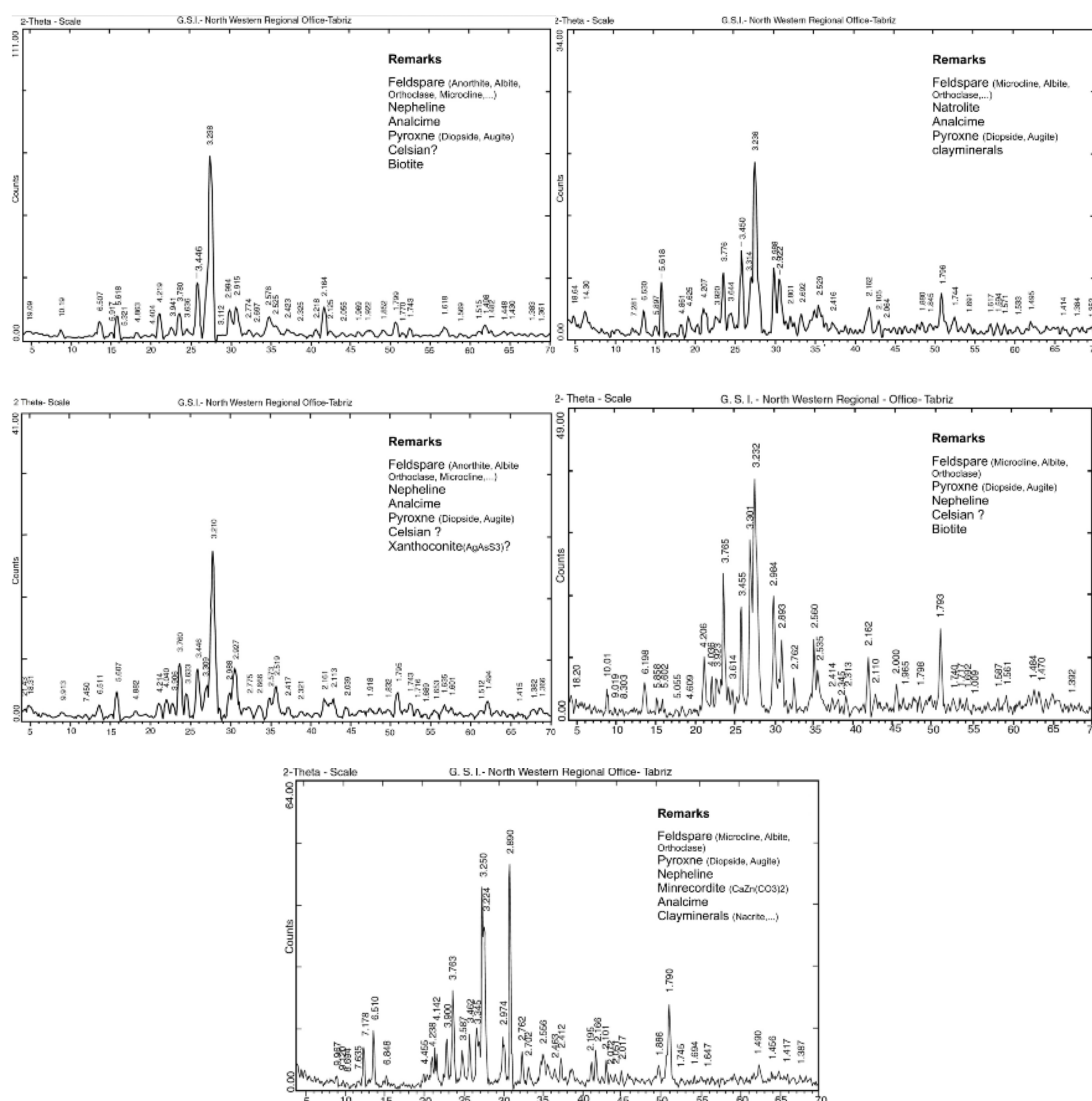
شکل ۳ الف- همرشدی شعاعی بین نفلین و قلیایی فلدسپار (XPL,x40)، ب- سودولوسیت و برخوردگاه آن با زمینه (XPL,x40)، پ- بافت پورفیری با زمینه شبیه همرشدی‌های داخل سودولوسیت و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن (XPL,x40)، ت- آپاتیت‌های درشت (XPL,x40)، ث- آنالسیم‌های شکل‌دار (XPL,x200)، ج- کانی پلاژیوکلاز زونینگ‌دار با مرکز تجزیه شده (XPL,x100) چ- زئولیت‌های شعاعی در حفرات (XPL,x40)، ح- کانی کلسیت که احتمالاً از دگرسانی پلاژیوکلازها به وجود آمده است (XPL,x40)، خ- الیوین که کاملاً به اکسید آهن تبدیل شده است (XPL,x100).

متوسط تا درشت نیز به صورت آنالسیم شکل‌دار، ۱۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل۳ث) و زئولیت‌های شعاعی همراه با این کانی، به رنگ قهوه‌ای در داخل شکاف‌ها رشد کرده‌اند. پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار تقریباً ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد و اندازه‌ی آن از ۱ تا ۱۰ میلیمتر است، و دارای بافت غربالی و ماکل‌های پلی‌سنتتیک و پریکلین است و منطقه‌بندی نیز نشان می‌دهند. بعضی از کانی‌هایی که منطقه-بندی شده و هسته کلسیک دارند در مرکز کاملاً به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. همچنین بعضی از پلاژیوکلازها به حالت کومولەای (انباشتی) بوده و بافت گلومروپورفیریک دارند. در

بعضی از قسمت‌ها این کانی به سریسیت و اپیدوت تجزیه شده است (شکل ۳ج). کانی‌هایی نظیر کائولینیت (کانی‌های رسی)، سریسیت، اپیدوت، زئولیت (شکل۳چ)، کانی‌های رسی و کلسیت در این سنگ‌ها به‌عنوان کانی ثانویه دیده شدند. زئولیت‌ها بر اساس تجزیه‌ی XRD ناترولیت‌اند. کلسیت‌ها اغلب از تجزیه‌ی پلاژیوکلازها حاصل شده‌اند (شکل۳ح). در برخی موارد این کانی رگه‌ها و حفره‌ها را پر کرده‌اند.

کانی‌شناسی بر اساس نتایج آنالیز XRD

بر اساس نتایج آنالیز XRD کانی‌هایی که در مقطع میکروسکوپی سنگ‌های مورد بررسی مشاهده شده‌بودند، معلوم شدند که می‌توان به وجود کانی‌هایی مثل آنالسیم، ناترولیت و نفلین در نمونه‌های مورد بررسی اشاره کرد. همچنین وجود فلدسپار باریم‌دار یعنی سلزین در نفلین سینیت‌های منطقه به اثبات رسید. چنانکه در (شکل۴) ملاحظه می‌شود آنالسیم با قله‌های شاخص (۰/۸)۲/۹۲۵، (۱)۳/۴۳ و (۰/۸)۵/۶۱ و ناترولیت با قله‌های شاخص (۰/۸۵)۵/۸۹، (۱)۲/۸۵ و (۰/۸)۲/۸۷ و نفلین با قله‌های شاخص (۰/۷۵) ۴/۲۵، (۱)۳/۰۶۹ و (۰/۷)۴/۰۱۵ قابل تشخیص‌اند. در شکل (۴) نتایج آنالیز XRD پنج نمونه‌ی معرف از سنگ‌های مورد بررسی ارائه شده‌اند. بنابر الگوهای XRD قله‌ی بسیار شاخص در نمونه‌های مورد بررسی برای آنالسیم ۵/۶ و برای بیوتیت ۱۰/۱ است (شکل ۴).



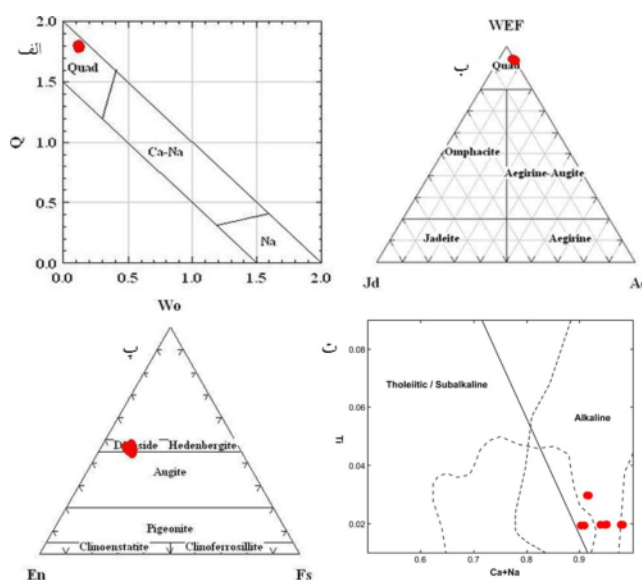
شکل۴ نمودارهای XRD برای پنج نمونه از منطقه‌ی مورد بررسی که در آنها قله‌های شاخص آنالسیم، بیوتیت، سلزین و ناترولیت به‌طور مشخص مشاهده می‌شوند.

شیمی کانی کلینوپیروکسن

نتایج آنالیز ریزپردازش پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های فلدسپاتوئیدی باشکند در جدول (۱) ارائه شده‌اند. بر اساس تقسیم‌بندی [۱۳] در نمودار Q-J پیروکسن‌ها در چهار گروه قرار می‌گیرند در نمودار Q-J، Q و J به‌صورت $Q = Ca + Mg$ و $J = 2Na + Fe(II)$ تعریف می‌شوند تمام پیروکسن‌ها در قلمرو Quad یعنی پیروکسن‌های کلسیم-منیزیم و آهن‌دار قرار گرفته‌اند (شکل۵ الف). همچنین در نمودار کوارتز، ژادئیت و آکمیت کلینوپیروکسن‌های منطقه در موقعیت Quad تصویر می‌شوند (شکل۵ ب). با توجه به قرارگیری پیروکسن‌ها در منطقه‌ی Quad می‌توان از نمودار Wo-En-Fs برای تعیین نوع آن‌ها می‌توان استفاده کرد. محاسبات انجام شده بنابر نمودار [۱۳] برای تعیین ترکیب پیروکسن‌ها، نشانگر آن است که در تمام نمونه‌های بررسی شده، ترکیب عضو انتهایی شامل انستاتیت (En)، فروسیلیت (Fo) و ولاستونیت (Wo) بین $En_{40.75}Fs_{9.40}Wo_{43.98}$ تا $En_{43.23}Fs_{13.61}Wo_{47.87}$ متغیر است. این دامنه‌ی کم تغییرات در حد فاصل میدان پایداری اوژیت تا دیوپسید بوده و بیانگر این است که کلینو پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه از نوع اوژیت دیوپسیدی هستند (شکل۵ پ). ترکیب کلینوپیروکسن‌ها متأثر از شیمی گدازه میزبان آن‌هاست. این خاصیت سبب می‌شود تا این کانی بتواند تفاوت موجود بین انواع مختلف ماگماهای بازالتی را مشخص کند. بررسی‌های [۱۴] بر وابستگی ترکیب کلینوپیروکسن به ترکیب شیمیایی ماگمای سازنده‌ی آن‌ها تأکید دارد. این امر اهمیت کلینوپیروکسن‌ها در تعیین سری ماگمایی سنگ میزبان را مشخص می‌کند. بر اساس نمودار Ti نسبت به Ca + Na [۱۴] که متمایز کننده ترکیب‌های قلیایی از بازالت‌های قوسی است، نمونه‌های منطقه مورد بررسی گرایش قلیایی دارند (شکل۵ ت).

جدول ۱ نتایج آنالیز میکروپروپ کلینوپیرکسن‌های باشکند.

Sample	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
SiO_2	۵۱٫۵۱	۵۱٫۲۶	۵۱٫۶۴	۵۱٫۰۸	۵۱٫۵۴	۵۰٫۹۹	۵۱٫۳۶	۵۱٫۲۶	۵۰٫۹۸	۵۱٫۴۲
TiO	۰٫۹۰	۰٫۸۲	۰٫۸۶	۰٫۸۸	۰٫۷۶	۱٫۰۱	۰٫۷۳	۰٫۸۲	۱٫۱۸	۰٫۷۷
Al_2O_3	۲٫۰۶	۲٫۱۴	۲٫۱۸	۲٫۲۲	۲٫۱۱	۲٫۶۴	۱٫۹۸	۲٫۳۰	۲٫۷۸	۲٫۱۸
Cr_2O_3	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Fe_2O_3	۴٫۹۵	۵٫۵۳	۴٫۸۹	۶٫۳۹	۴٫۰۴	۳٫۶۹	۵٫۷۶	۴٫۳۷	۵٫۶۱	۴٫۸۷
FeO	۲٫۸۳	۲٫۱۳	۲٫۱۴	۲٫۴۹	۳٫۵۷	۳٫۱۸	۲٫۳۸	۳٫۱۸	۲٫۸۱	۱٫۴۳
MnO	۰٫۴۱	۰٫۳۱	۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۲۴	۰٫۳۶	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۴۰	۰٫۳۷
MgO	۱۴٫۸۶	۱۴٫۲۷	۱۴٫۹۲	۱۴٫۵۸	۱۴٫۴۹	۱۴٫۸۲	۱۴٫۹۴	۱۴٫۹۲	۱۴٫۷۱	۱۴٫۹۸
CaO	۲۲٫۵۱	۲۳٫۳۳	۲۱٫۵۴	۲۲٫۵۱	۲۲٫۴۲	۲۱٫۹۹	۲۲٫۵۴	۲۲٫۰۹	۲۲٫۳۲	۲۲٫۹۱
Na_2O	۰٫۸۳	۰٫۹۲	۰٫۸۲	۰٫۹۱	۰٫۸۵	۰٫۸۱	۰٫۸۴	۰٫۷۹	۰٫۸۶	۰٫۹۳
Total	۱۰۰٫۸۵	۱۰۰٫۷۲	۱۰۰٫۳۷	۱۰۱٫۳۹	۱۰۰٫۰۳	۹۹٫۴۹	۱۰۰٫۸۴	۱۰۰٫۰۴	۱۰۱٫۶۶	۹۹٫۸۷
Si	۱٫۸۹	۱٫۸۹	۱٫۸۹	۱٫۸۷	۱٫۹۱	۱٫۸۹	۱٫۸۹	۱٫۸۹	۱٫۸۶	۱٫۹۰
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Al (IV)	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱
Al (VI)	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۸
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^3	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۱۴
Fe^2	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱۳	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۴
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۰٫۸۱	۰٫۷۸	۰٫۸۱	۰٫۸۰	۰٫۸۰	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۰	۰٫۸۲
Ca	۰٫۸۹	۰٫۹۲	۰٫۸۴	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۸۷	۰٫۸۹	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۹۱
Na	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۷
Total	۴	۴	۳٫۹۸	۴	۴٫۰۹	۴	۴٫۰۱	۳٫۹۹	۳٫۹۹	۴
Wo	۴۶٫۰۶	۴۷٫۸۷	۴۳٫۹۸	۴۵٫۷۳	۴۶٫۵۱	۴۶٫۱۲	۴۵٫۷۹	۴۵٫۶۴	۴۵٫۶۲	۴۷٫۴۳
En	۴۲٫۳۱	۴۰٫۷۵	۴۲٫۴۱	۴۱٫۲۲	۴۱٫۸۳	۴۳٫۲۳	۴۲٫۲۲	۴۲٫۹۰	۴۴۱٫۸۴	۴۳٫۱۶
Fs	۱۱٫۶۳	۱۱٫۳۸	۱۳٫۶۳	۱۳٫۰۶	۱۱٫۶۶	۱۰٫۶۴	۱۱٫۹۹	۱۱٫۴۶	۱۲٫۵۴	۹٫۴۰



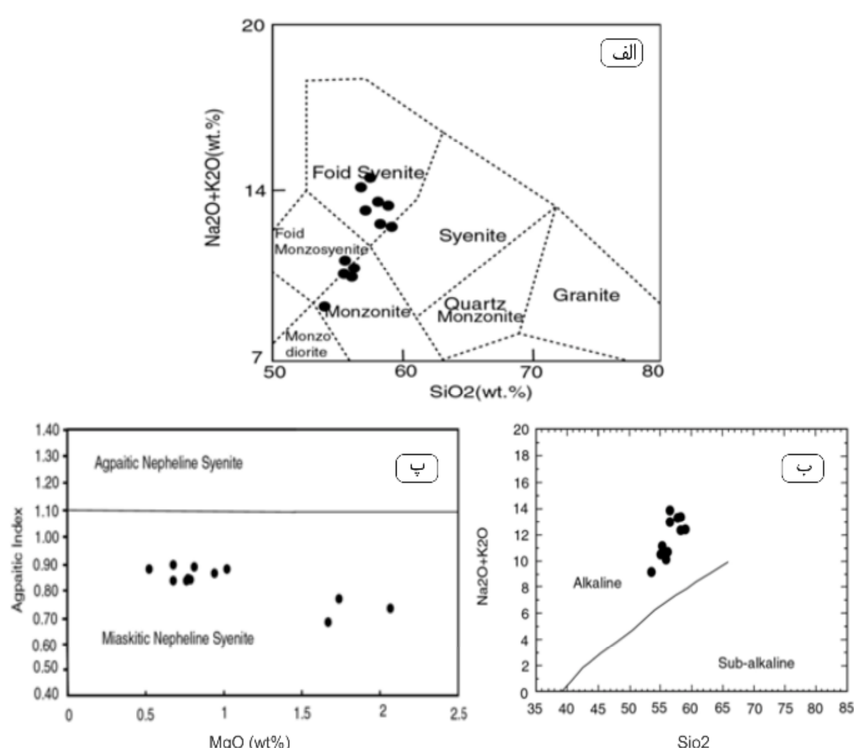
شکل۵ الف) نمایش ترکیب پیروکسن‌های منطقه در نمودار Q-J [۱۳] ب) نمایش ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در نمودار مثلثی کوارتز-ژادئیت و آکمیت [۱۳] پ)نمایش ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در نمودار مثلثی Wo-En-Fs [۱۴] ت) استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن برای تعیین سری ماگمایی[۱۴] در نمودار Ti- Ca+Na نمونه‌ها در قلمرو قلیایی قرار گرفته‌اند.

ژئوشیمی

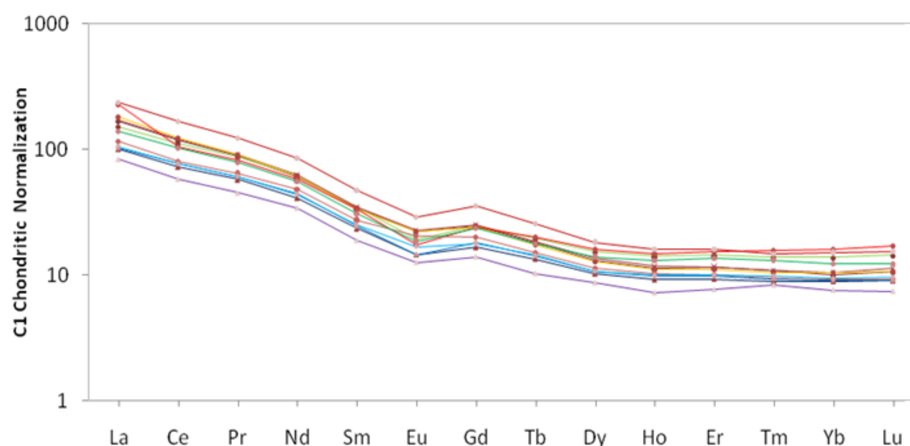
نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و فرعی نمونه سنگ‌های منطقه در (جدول ۲) ارائه شده‌اند. میزان SiO_2 (۵۸.۴-۵۵) در سنگ‌های منطقه متوسط بوده و Al_2O_3 (۲۱.۱-۱۶.۳۵) از نظر فراوانی بعد از SiO_2 قرار دارد که این مورد بیشتر به خاطر حضور کانی‌های آلومینیوم‌دار مانند نفلین، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و بیوتیت در سنگ‌های منطقه است. مقادیر K_2O (۱۰.۵۰-۴.۶۸) نمونه‌ها با افزایش مقدار SiO_2 افزایش می‌یابد و پتاسی بودن این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. CaO (۶.۴۵-۲) بیشتر در مراحل اولیه جدایش ماگمایی وارد ساختار کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز با درصد آنورتیت بالا می‌شود. اکسیدهای آهن در مراحل اولیه‌ی تبلور ماگمایی با در نظر گرفتن فشار پایین گریزندگی اکسیژن در ساختار کانی‌های فرومنیزین نظیر الیوین و کانی‌های کدر جای می‌گیرند. همچنین میزان MgO (۲.۰۷-۵۲.) به واسطه‌ی حضورکانی‌های فرومنیزین مانند الیوین، بیوتیت و کلینوپیروکسن کنترل می‌شود و روند کاهشی این اکسید احتمالاً حاکی از مصرف بیشتر و شدیدتر این عنصر در مراحل ابتدایی جدایش ماگمایی است. سنگ‌های مورد بررسی در نمودار TAS [۱۵] در محدوده‌های فوئیدسینیت، فوئیدمونزوسینیت و مونزونیت قرار می‌گیرند (شکل۶ الف). برای تعیین ماهیت ماگمایی این سنگ‌ها از نمودار [۱۶] استفاده شد، تمامی نمونه‌ها در گستره‌ی قلیایی قرار می‌گیرند (شکل۶ب). از طرف دیگر برای تعیین ضریب آگپایتیک از تقسیم بندی [۱۷] استفاده شد، این نمودار سنگ‌های میاشکیتی را از سنگ‌های آگپایتیک جدا می‌کند، تمامی نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی میاشکایتیک قرار می‌گیرند (شکل۶ ج). در نمودار مقایسه شده با کندریت [۱۸]، الگوی REE (شکل۷) دارای بیهنجاری منفی Eu است که این بیهنجاری منفی Eu در نتیجه‌ی جدا شدن پلاژیوکلاژ و یا فلدسپار پتاسیم‌دار از گدازه‌ی فلسیک چه به وسیله جدایش بلوری و چه به علت ذوب بخشی (که در آن فلدسپار در تفاله باقی می‌ماند) است. بیهنجاری مثبت Eu نیز هم نتیجه‌ی انباشت فلدسپار است [۱۹]. نبود بیهنجاری‌های منفی و مثبت هم نشان دهنده‌ی این است که تبلور پلاژیوکلاز نقش مهمی در شکل‌گیری ماگما ندارد و ممکن است فقط دستخوش تبلور فشار بالا، قبل از جایگیری در سطوح بالاتر، شده باشد [۲۰]. عناصر REE در نمونه‌های مورد بررسی شیب منفی داشته و در آن LREEها نسبت به MREEها و HREEها غنی شدگی مشخصی نشان می‌دهند. میانگین الگوهای REE بهنجار شده به کندریت [۱۸] سنگ‌های منطقه روند مشابهی با الگوهای REE نفلین سینیت‌های آناتولی مرکزی در ترکیه را نشان می‌دهند. نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی و نفلین‌سینیت‌های آناتولی مرکزی ترکیه در HREEها تقریباً بر هم منطبق بوده ولی در هر حال نسبت LREEها در هر دو منطقه تقریباً یکی است.

جدول ۲ آنالیز عناصر اصلی و فرعی منطقه مورد بررسی.

Sample	EB-17	AB-1	AB-4	E-3	E-8	E-22	E-23	E-24	E-26	E-27	EB-2	AB5
SiO_2 (Wt%)	۵۵/۲	۵۸/۳	۵۶/۷	۵۶/۰	۵۵/۸	۵۵/۰	۵۳/۵	۵۸/۴	۵۶/۶	۵۷/۸	۵۵/۴	۵۷/۲۰
TiO_2	۰/۵۹	۰/۶۸	۰/۵۷	۰/۶۷	۰/۴۲	۰/۸۱	۰/۵۶	۰/۵۹	۰/۴۴	۰/۴۴	۰/۶۰	۰/۳۵
Al_2O_3	۱۸/۲۰	۱۸/۵۰	۱۹/۱۵	۱۷/۷۰	۱۸/۱۰	۱۸/۰۵	۲۱/۱	۱۹/۱۵	۱۹/۲۰	۱۹/۴۵	۱۶/۳۵	۲۰/۲۰
Fe_2O_3	۲/۴۸	۲/۵۰	۲/۰۲	۳/۰۹	۱/۶۴	۲/۹۵	۲/۴۱	۲/۲۱	۱/۷۵	۱/۸۸	۲/۳۹	۱/۵۹
FeO	۱/۷۷	۱/۴۰	۱/۰۵	۱/۴۶	۱/۲۲	۱/۶۱	۲/۰۰	۱/۰۹	۰/۸۲	۰/۹۷	۱/۶۶	۰/۶۸
MnO	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۰۷	ل۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۶
MgO	۲/۰۷	۰/۹۴	۰/۶۸	۱/۷۴	۱/۶۷	۱/۰۲	۲/۰۳	۰/۸۲	۰/۶۸	۰/۷۶	۰/۷۸	۰/۵۲
CaO	۲/۷۱	۲/۷۰	۲/۲۲	۳/۴۰	۳/۵۷	۲/۳۸	۶/۴۵	۲/۲۴	۲/۰۰	۲/۴۴	۳/۹۴	۱/۸۰
Na_2O	۳/۶۲	۴/۳۳	۳/۳۰	۳/۹۵	۲/۵۵	۴/۶۳	۴/۴۵	۴/۶۳	۳/۸۶	۳/۲۲	۳/۳۳	۳/۸۸
K_2O	۶/۸۱	۶/۰۸	۹/۶۷	۶/۵۹	۷/۶۶	۷/۷۹	۴/۶۸	۸/۶۳	۱۰/۰۰	۱۰/۱۰	۷/۵۷	۱۰/۵۰
P_2O_5	۰/۴۹	۰/۵۴	۰/۳۹	۰/۴۹	۰/۴۱	۰/۳۲	۰/۶۳	۰/۴۶	۰/۴۱	۰/۳۷	۰/۵۰	۰/۳۱
Cr_2O_3	۰/۰۱<	۰/۰۱<	۰/۰۱<	۰/۰۱<	۰/۰۱<	۰/۰۱<	۰/۰۱<	۰/۰۱<	۰/۰۱<	۰/۰۱<	۰/۰۱<	۰/۰۱<
SrO	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۱۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۳
BaO	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۰۷
Total	۹۸/۴۰	۹۹/۹۰	۹۸/۹۰	۹۸/۱۰	۹۹/۸۹	۹۹/۴۰	۹۹/۹۰	۱۰۰	۹۸/۴	۱۰۰	۹۸/۳۰	۹۹/۸۰
Rb(ppm)	۱۲۰	۱۹۳	۳۴۶	۱۶۵	۱۵۵	۲۶۳	۱۰۰/۵	۲۳۴	۳۲۱	۳۰۵	۱۷۹	۴۱۱
Sr	۷۵۵	۵۰۵	۵۱۱	۸۸۷	۴۵۶	۳۰۶	۱۲۷۵	۴۲۴	۳۷۶	۵۲۰	۳۹۰	۲۹۵
Y	۲۰/۵	۲۵/۶	۱۷/۱	۲۱/۲	۲۰/۶	۲۶/۹	۱۸/۳	۲۳/۴	۱۷/۷	۱۸/۰	۲۸/۸	۱۵
Zr	۱۷۶	۲۰۶	۱۰۶	۱۸۱	۱۸۳	۲۳۲	۱۱۹	۱۹۹	۱۱۴	۱۳۷	۲۵۸	۹۷
Nb	۱۲/۴	۱۳/۸	۱۰/۰	۱۴/۸	۹/۶	۲۰/۸	۹/۲	۱۴/۲	۸/۷	۹/۱	۱۳/۷	۷/۹
Ba	۱۵۸۰	۱۰۰۰	۱۱۷۰	۱۵۷۵	۱۲۳۵	۵۸۹	۱۰۵۰	۹۸۹	۹۲۸	۱۱۷۰	۱۴۰۵	۶۴۱
Hf	۴/۲	۵/۱	۲/۷	¾	۴/۲	۶/۲	۳/۰	۴/۸	۲/۸	۳/۳	۶/۲	۲/۵۰
Pb	۲۷	۲۳	۱۹	۲۹	۴۷	۷۰	۷۹	۶۵	۲۵	۴۷	۹۸	۱۳
Th	۱۶/۰۵	۱۱/۶۰	۷/۲۲	۱۶/۱۰	۱۸/۲۰	۱۳/۱۰	۷/۳۹	۱۱/۳۵	۶/۸۱	۵/۱۷	۲۴/۲	۵/۸۲
Ga	۱۸/۹	۱۶/۷	۱۴/۸	۱۸/۷	۱۷/۷	۱۹/۳	۱۸/۵	۱۷/۴	۱۴/۸	۱۵/۸	۱۸/۸	۱۷
Zn	۷۸	۸۲	۴۹	۷۷	۳۳	۱۰۱	۶۳	۶۱	۴۴	۴۸	۸۰	۳۸
Cu	۱۰۲	۸۸	۱۹۴	۹۸	۵۴	۱۷	۸۰	۱۴۳	۳۴	۱۱۰	۹۰	۷۱
Ni	۵<	۵<	۵<	6	۵<	۵<	۱۷	۵<	۵<	۵<	۵<	۵
V	۱۰۲	۷۹	۶۷	۱۱۹	۶۰	۷۶	۱۱۱	۶۲	۵۳	۵۹	۸۶	۳۲
Cr	۱۰<	۱۰<	۱۰<	۱۰<	۱۰<	۱۰<	۱۰<	۱۰<	۱۰<	۱۰<	۱۰<	۱۰
Co	۹/۵	۴/۹	۳/۹	۹/۴	۳/۲	۴/۹	۱۱/۰	۴/۴	۳/۵	۴/۲	۷/۹	۳
U	۴/۴۹	۱/۰۲	۲/۵۳	۴/۹۴	۴/۵۳	۴/۵۶	۲/۲۹	۴/۰۱	۲/۴۰	۲/۸۸	۵/۳۵	۱/۹۴
La	۵۱/۹	۴۶/۴	۳۱/۳	۵۳/۲	۵۶/۰	۶۹/۵	۳۶/۱	۴۳/۰	۳۱/۷	۳۲/۷	۷۳/۷	۲۵/۹۰
Ce	۹۵/۱	۸۸/۶	۵۸/۹	۹۸/۰	۸۹/۸	۸۳/۷	۶۵/۸	۸۲/۳	۶۱/۹	۶۲/۳	۱۳۵/۰	۴۵/۱۰
Pr	۱۰/۷۵	۱۰/۵۵	۷/۰۳	۱۱/۰۵	۱۱/۰۰	۹/۸۳	۷/۹۵	۹/۵۸	۷/۳۷	۷/۴۷	۱۵/۱۵	۵/۴۹
Nd	۳۶/۲	۳۶/۹	۲۴/۷	۳۷/۶	۳۶/۹	۳۴/۷	۲۸/۹	۳۳/۵	۲۶/۵	۲۶/۳	۵۱/۶	۲۰/۵۰
Sm	۶/۶۱	۶/۷۰	۴/۵۸	۶/۷۷	۶/۵۳	۶/۵۰	۵/۴۰	۶/۰۶	۴/۷۳	۴/۸۹	۹/۳۲	۳/۶۸
Eu	۱/۶۳	۱/۴۰	۱/۰۷	۱/۶۷	۱/۶۴	۱/۲۷	۱/۵۱	۱/۳۸	۱.۰۶	۱/۲۴	۲/۱۵	۰/۹۳
Gd	۶/۳۹	۶/۳۸	۴/۳۲	۶/۵۱	۶/۲۹	۶/۲۵	۵/۱۹	۶/۱۲	۴/۶۸	۴/۵۹	۹/۱۹	۳/۶۳
Tb	۰/۸۶	۰/۹۲	۰/۶۴	۰/۸۸	۰/۸۳	۰/۹۵	۰/۷۲	۰/۸۵	۰/۶۷	۰/۶۸	۱/۲۱	۰/۴۹
Dy	۴/۲۰	۴/۹۰	۳/۳۰	۴/۳۲	۴/۱۱	۵/۱۱	۳/۷۰	۴/۵۵	۳/۴۲	۳/۴۶	۵/۹۱	۲/۸۰
Ho	۰/۸۱	۱/۰۱	۰/۶۶	۰/۸۴	۰/۷۹	۱/۰۶	۰/۷۴	۰/۹۵	۰/۷۰	۰/۷۲	۰/۱۶	۰/۵۲
Er	۲/۳۹	۳/۰۱	۱/۹۶	۲/۴۴	۲/۳۵	۳/۲۵	۲/۱۳	۲/۸۶	۲/۰۵	۲/۱۱	۳/۳۸	۱/۶۱
Tm	۰/۳۵	۰/۴۵	۰/۲۹	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۵۱	۰/۳۱	۰/۴۳	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۴۸	۰/۲۷
Tl	۰/۰۵<	۰/۰۵<	۰/۰۵<	۰/۰۵<	۰/۰۵<	۰/۰۵<	۰/۰۵<	۰/۰۵<	۰/۰۵<	۰/۰۵<	۰/۰۵<	۰/۰۵<
Ta	۰/۸	۰/۹	۰/۷	۰/۹	۰/۷	۱/۴	۰/۶	۰/۹	۰/۶	۰/۶	۰/۹	۰/۶۰
Sn	۱	۱	۱	۲	۱	۲	۱	۱	۱	۱	۱	۱/۰۰
Ag	۱<	۱<	۱<	۱<	۱<	۱<	۱<	۱<	۱<	۱<	۱<	۱<
W	۴	۳	۳	۴	۳	۴	۳	۳	۳	۲	۷	۲/۰۰
Cs	۴/۴۰	۵/۱۳	۶/۲۶	۸/۶۵	۲/۰۵	۶/۹۷	۲/۶۸	۶/۴۱	۹/۱۵	۶/۱۴	۲/۱۹	۱۱/۳۰
Mo	۲	۲	۲	۳	۲	۴	۲	۲	۲<	۲<	۲	۲/۰۰
Yb	۲/۰۸	۲/۸۸	۱/۸۶	۲/۱۷	۲/۱۸	۳/۳۲	۱/۹۶	۲/۵۹	۱/۸۸	۱/۹۷	۳/۱۹	۱/۵۹
Lu	۰/۳۴	۰/۴۶	۰/۲۹	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۵۵	۰/۳۰	۰/۴۰	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۵۰	۰/۲۴
(La/Sm)n	۳/۷۹	۳/۷۴	۳/۸۶	۵/۸۶	۳/۶۶	۳/۸۹	۳/۶۷	۳/۶۶	۴/۴۰	۴/۷۰	۴/۳۰	۴/۳۳
(La/Yb)n	۹/۷۶	۱۰/۱۹	۹/۸۷	۱۲/۶۸	۱۱/۱۶	۱۰/۰۶	۱۰/۲۱	۱۰/۰۵	۱۴/۸۵	۱۵/۵۶	۱۵/۱۲	۱۴/۰۰
(Tb/Yb)n	۱/۳۵	۱/۴۶	۱/۳۱	۱/۲۱	۱/۵۶	۱/۳۹	۱/۵۱	۱/۴۶	۱/۷۲	۱/۶۲	۱/۷۵	۱/۶۱
Eu/Eu*	۰/۶۴	۰/۷۲	۰/۷۷	۰/۶۰	۰/۸۶	۰/۶۸	۰/۶۸	۰/۷۹	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۷۵	۰/۷۰
TotalREE	۲۱۰	۱۴۰/۹	۱۱۴/۷۵	۲۲۶/۵	۱۶۰/۷۱	۱۹۴/۵۷	۱۴۷/۲	۱۴۹/۰	۲۲۶/۱	۲۲۸/۱	۲۱۹/۶۱	۳۱۱/۹۴
Larsen I.	۲۰/۲	۲۲/۸۰	۲۵/۱۳	۷۹/۱۹	۹/۸۶	۲۱/۹۵	۲۳/۷۹	۲۳/۵۰	۱۵/۸۷	۱۸/۳۲	۱۶/۴۲	۱۷/۵۰



شکل۶ الف- رده‌بندی سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی در نمودار [۱۵] ب- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه با استفاده از نمودار [۱۶] پ- رده‌بندی نفلین سینیتها [۱۷].

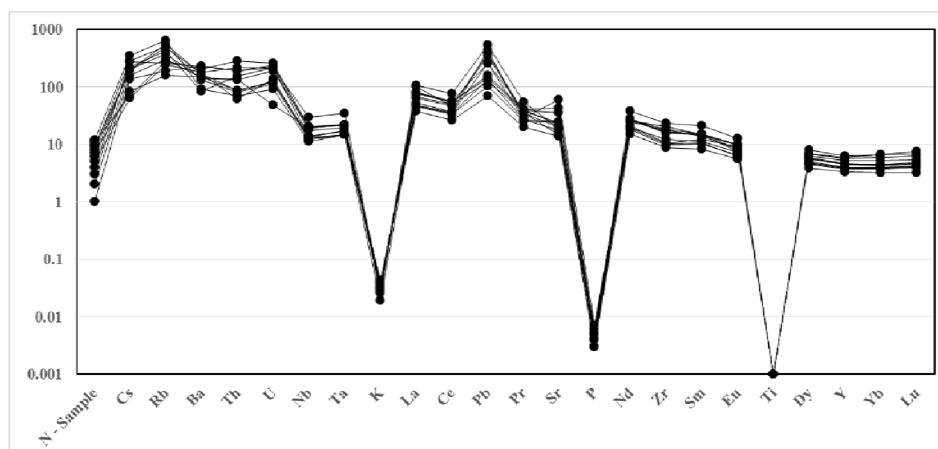


شکل ۷ الگوی بهنجار شده نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی به کندریت [۱۸].

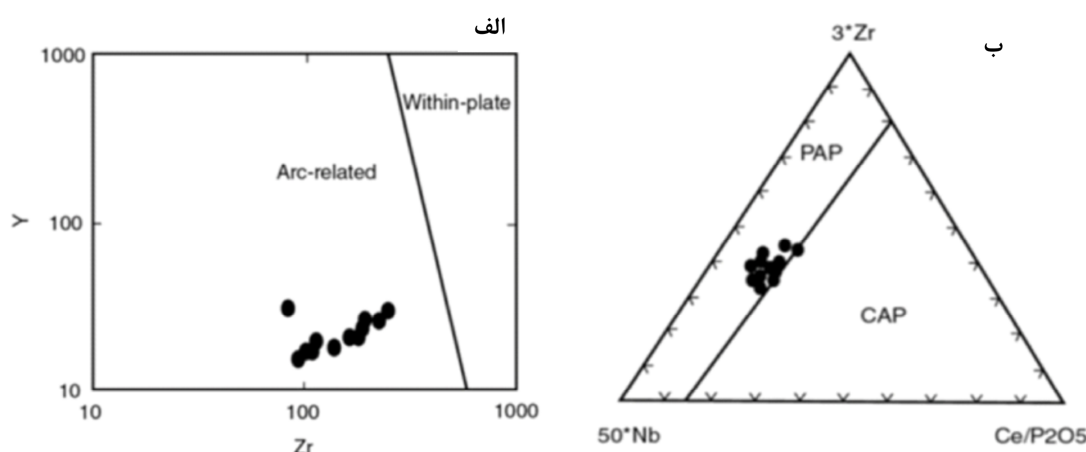
به منظور تعیین خاستگاه نمونه‌های مورد بررسی داده‌های شیمیایی به گوشته‌ی اولیه از [۱۸] بهنجار شده‌اند (شکل ۸). بر اساس این نمودار بیهنجاری‌های مثبت مهم را می‌توان برای عناصر K، Pb و Rb و بیهنجاری‌های منفی مهم را برای عناصر Ti و Nb مشاهده کرد. این غنی شدگی در سنگ‌های منطقه می‌تواند در ارتباط با فرایند دگرنهادی گوشته باشد و بیهنجاری منفی عناصر Ti و Nb را می‌توان جزء بیهنجاری منفی TNT به حساب آورد [۲۱]. دلیل تخلیه‌ی Ti در ماگماتیسم وابسته به فرورانش، گریزندگی بالای O_2 در منطقه‌ی فرورانشی است. وقتی گریزندگی اکسیژن بالا باشد دمای زیادتری لازم است تا فازهای حاوی Ti در گدازه‌های پتاس مشتق شده از منطقه‌ی فرورانش تخلیه شود [۲۲]. بنابراین تخلیه Ti صورت نگرفته و این عنصر بیهنجاری منفی نشان می‌دهد. به نظر [۲۳] آمفیبول کانی بسیار مناسبی برای نگهداری Nb و Ta در گوشته‌ی بالایی است و می‌تواند بیهنجاری منفی Nb و Ta را در ماگماتیسم مربوط به زون فرورانش کنترل کند.

الگوهای چند عنصری بهنجار مناطق زیر با الگوی منطقه مورد بررسی مقایسه شده‌اند، این مناطق عبارتند از: شمالغرب کراتون چین [۲۴] (Zijinshan alkaline intrusive complex)، ترکیه (توده‌های نفوذی مرتبط با برخورد آناتولی مرکزی) [۲۵]، جنوب شرق هند [۲۶] (Prakasam alkaline province) و شمالی‌ترین قسمت کمربند damara در [۲۷] Namibia. [۲۸] یک مدل قوس قاره‌ای (continental arc) را برای شرق چین (توده قلیایی Zijinshan) پیشنهاد کرده است که صفحه پالئو- پاسیفیک به زیر شرق قاره آسیا فرورانش کرده و بخش شرقی (NCC(North China Craton را به حاشیه فعال قاره‌ای تبدیل کرده است. همه‌ی ماگماتیسم مزوزوئیک در یک محیط کششی پشت قوس گسترش یافته‌اند. الگوهای چند عنصری بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه نفلین سینیت‌های ایالت قلیایی Prakasam در Elchuru بیهنجاری‌های مثبت Nb و منفی Ti,Ba و Sr نشان می‌دهند. غنی‌شدگی Nb و Ta و بیهنجاری منفی Ba و Sr بحث فرایندهای وابسته به فرورانش را در شکل‌گیریشان، رد می‌کند ([۳۰،۲۹]) و دلیل آن‌ها این است که سنگ‌های قلیایی در چنین محیطهایی، منتهی به داشتن بیهنجاری‌های منفی Nb و Ta می‌شود [۳۱]. الگوهای چند عنصری از سنگ‌های محیطهای زمین ساختی وابسته به شکافت یا نقطه‌داغ، مانند سینیت‌های [۳۲] Reunion، تراکیت‌های کنیا [۳۳] و بازالت‌های قلیایی ویکتوریا [۳۴] از Nb و Ta غنی شده هستند [۳۵]، که پیشنهاد یک محیط وابسته به ریفت یا نقطه داغ را برای ماگماتیسم قلیایی در Elchuru می‌کند [۲۶]. الگوی چند عنصری بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه نفلین سینیت‌های منطقه Namibia دارای تهی شدگی ملایم در Pb, Rb و Th نسبت به Ba و U است. همچنین آن‌ها تهی شدگی نسبی در P و Ti، اما غنی شدگی نسبی در Nb و Zr نشان می‌دهند که یک محیط وابسته به ریفت (محیط وابسته به کشش دور از فرورانش) برای این منطقه پیشنهاد شده است [۲۵]. سینیت‌های Namibia نیز در یک محیط وابسته به ریفت می‌باشند. در مقایسه‌ای که صورت گرفته است، الگوی پراکندگی عناصر ناسازگار سنگ‌های منطقه‌های شمال‌غرب چین و ترکیه مشابه با منطقه مورد بررسی می‌باشد و بنابراین احتمالاً بیانگر منشاء مشابه سه منطقه یعنی گوشته لیتوسفری دگرنهاد شده به وسیله‌ی شاره‌های حاصل از فرورانش لیتوسفر است. همچنین با توجه به اینکه الگوهای چند عنصری منطقه مورد بررسی با الگوهای چند عنصری دو منطقه Elchuru و Namibia تفاوت دارد، بنابراین محیط زمین‌ساختی منطقه‌ی مورد بررسی به احتمال زیاد نمی‌تواند یک محیط وابسته به ریفت یا نقطه‌ی داغ باشد. در مجموع با در نظر گرفتن مباحث فوق به نظر می‌رسد که گوشته‌ی لیتوسفری دگرنهاد شده به وسیله‌ی شاره‌های حاصل از لیتوسفر فرورونده باعث به وجود آمدن ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های مورد بررسی شده است.

علاوه بر بررسی محیط تکتونوماگمایی به‌وسیله‌ی نمودارهای عنکبوتی و الگوهای عناصر نادر خاکی با نمودارهای دوتایی و سه‌تایی نیز می‌توان به تفسیر سنگ‌زایی محیط زمین‌ساختی پرداخت. بدین منظور برای تعیین محیط زمین ساختی سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی از نمودار Y نسبت‌به Zr استفاده شد. چنانکه در شکل (۹الف) [۳۶] مشاهده می‌شود نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی وابسته‌به کمان قرار می‌گیرند. برای تعیین اینکه سنگ‌های منطقه مورد بررسی در چه نوع کمان آتشفشانی (کمان قاره‌ای یا کمان بعد از برخورد) تشکیل شده‌اند از نمودار مثلثی $3\times Zr$-$50\times Nb$-Ce/P_2O_5 استفاده شد. بر اساس این نمودار سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی در محدوده‌ی کمان پس از برخورد واقع می‌شوند (شکل۹ب). انباشت بالای این عناصر، ویژه‌ی سنگ‌های قلیایی دور از فرورانش، (از نظر مکانی و زمانی) است و بیشتر خصوصیات محیطهای زمین‌ساختی مرتبط با کشش است. برای مثال در سینیت‌های Namibia انباشت این عناصر بالاست، که یک محیط وابسته‌به کشش دور از فرورانش را برای آن منطقه‌ی در نظر گرفتند [۲۵]. نمونه‌های منطقه مورد بررسی مقادیر پایین (Zr (۹۷-۲۵۸ ppm و (Nb (۷٫۹-۲۰٫۸ ppm دارند، و بنابراین به محیطهای با فرورانش و پس از برخورد وابسته‌اند. ماگمای قلیایی که در زون فرورانش جایگیری کرده‌اند نسبت‌های Ba/Nb وLa/Nb بالاتری دارند (Ba/Nb>۲۰) و (La/Nb=۳-۱۲). این نسبت برای نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی بالاست [۳۷-۳۹]. به عقیده‌ی بیشتر پژوهشگران، فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس از اواخر تریاس آغاز شده و در کرتاسه پایانی تا پالئوسن به پایان رسیده است [۴۰]. فرورانش این پوسته‌ی اقیانوسی و کشانده شدن آن به اعماق موجب شد تا شاره‌های غنی از آب و مواد فرار (که حاوی عناصر ناسازگار فراوانی هستند) آزاد شده و گوشته‌ی



شکل۸ الگوی بهنجار شده نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی به گوشته اولیه[۱۸].



شکل۹ الف- نمودار تعیین محیط زمین ساختی، Y-Zr [۳۶] ب- نمودار متمایز کننده کمان‌های بعد از برخورد (PAP) از کمان‌های قاره‌ای (CAP) [۳۶].

لیتوسفری بالایی خود را تحت تأثیر دگرنهادی قرار دهند. با باز شدن دریای سرخ و ادامه‌ی فشار بر زون برخوردی ضخیم شدگی پوسته در نواحی ایران مرکزی رخ داده است. به نظر [۴۱] این ضخیم شدگی پوسته‌ای باعث بالا آمدن منحنی‌های زمین گرمایی در منطقه شده و گوشته‌ی دگرنهاد شده آباده ذوب می‌شود. آشفتگی گرمایی لیتوسفر دگرنهاد شده در اثر لایه لایه شدن (Delamination) لایه‌ی مرز گرمایی و یا جدا-شدن صفحه‌ی فرورانده شده، سازوکار احتمالی شروع ماگماتیسم پس از برخورد است.

برداشت

براساس رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی نفلین‌سینیت، سینیت و سینودیوریت قرار می‌گیرند. ترکیب کلینو پیروکسن در سنگ‌های منطقه اوژیت و دیوپسید بودند. بر اساس سنگ نگاری و شیمی کانی کلینوپیروکسن و شیمی سنگ کل، ماهیت ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی قلیایی پتاسیم بالا است. با توجه به وجود کانی‌های شاخص چون بیوتیت و آپاتیت در سنگ‌های مورد بررسی فوئیدسینیت‌های مورد بررسی جزء انواع میاشکایتیک محسوب می‌شوند. آنالسیم‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی بیشتر ویژگی سنگ نگاری انواع ثانویه را نشان می‌دهند و به احتمال زیاد از تجزیه لوسیت‌های تبلور یافته در مراحل آغازین تبلور، حاصل شده‌اند. نتایج XRD وجود کانی‌هایی مثل نفلین، آنالسیم، ناترولیت و فلدسپار باریم‌دار یعنی سلزین را در سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد. احتمال می‌رود غنی‌شدگی باریم در

مراحل انتهایی تفریق موجب تشکیل فلدسپارهای باریم‌دار در این سنگ‌ها شده باشد. نمودارهای عنکبوتی و الگوهای REE سنگ‌های منطقه، یک محیط زمین‌ساختی وابسته به فرورانش را برای سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی نشان می‌دهد. غنی-شدگی سنگ‌های مورد بررسی در عناصر ناسازگاری چون Ba, Th, U, K و Rb می‌تواند در ارتباط با فرایند دگرنهادی گوشته باشد. با این وجود، بیهنجاری منفی Ti, Nb, Ta در نمونه‌های مورد بررسی و با توجه به فرورانش در منطقه (فرورانش نئوتتیس) به احتمال زیاد غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار حاصل تأثیر فرورانش بر منابع گوشته‌ای است.

مراجع

[1] Alavi M., *"Tectonic Map of the Middle East"*, 1:5000000. Geological Survey of Iran (1991).

[۲] نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ترکمنچای- قره چمن، سازمان زمین شناسی کشور.

[3] Stocklin J., *"Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia"*, Memoir Hors Service Society Geologique France, N.8 (1977) 333-353.

[۴] لطفی م.، *"بررسی‌های زمین شناسی وپترولوژی منطقه شمال- شمال شرق میانه (آذربایجان خاوری)"*، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم طبیعی. دانشگاه تهران (۱۳۵۴).

[۵] باباخانی ع.، *"مطالعه پتروگرافی وژئوشیمی نفلین سینیتها و فنولیتهای شمال آذربایجان"*، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم طبیعی. دانشگاه تهران (۱۳۶۰).

[۶] افتخارنژاد ج.، باباخانی ع.، حسین‌خان‌ناظر ن.، *"عملیات اکتشافی تودهای نفلین سینیتی بزگوش- رزگاه به عنوان ماده اولیه آلومینا"*، شیشه و سرامیک، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۶۷).

[۷] باباخانی ع.، امینی آذر ر.، "گزارش عملیات اکتشافی بر روی توده نفلین سینیتی کلیبر به عنوان ماده اولیه تولید آلومینا، شیشه، سرامیک و سنگهای تزئینی و نما"، سازمان زمین شناسی کشور، شرکت توسعه علوم زمین (۱۳۷۳).

[۸] اشرفی ن.، *"بررسیهای پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده نفوذی رزگاه (سراب ـ آذربایجانشرقی)، شمالغرب ایران"*، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم طبیعی. دانشگاه تبریز. ۹۷ص (۱۳۸۳).

[۹] شهریار و.، *"بررسیهای پترولوژی و پتروگرافی توده نفوذی بزقوش"*، جنوب سراب. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم طبیعی. دانشگاه تبریز. ۱۰۷ص (۱۳۸۴).

[۱۰] اشرفی ن.، *"کانی شناسی، سنگ شناسی و ژئوشیمی فوئیدسینیت های آذربایجانشرقی، شمال غرب ایران"*. پایان نامه دکتری دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی، ۱۹۰ ص (۱۳۸۸).

[۱۱] عبادی ل.، *"پترولوژی و ژئوشیمی توده های آذرین فلدسپاتوئیددار غرب بزقوش (عباس آباد- باشکند)"*، جنوب غرب سراب. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم طبیعی. دانشگاه تبریز. ۱۱۲ص (۱۳۸۶).

[12] Streckeisen A, Le Maitre RW. *"A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks"*, Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen 136, (1979) 169–206.

[13] Morimoto N., Fabrise J., Ferguson A., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., *"Nomenclature of pyroxene"*, Mineralogical Magazine 52 (1988) 535-555.

[14] Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series"*, Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139-154.

[15] LeMaitre R. W., ed. *"A classification of Geological sciences subcommision on the systematics of igneous rocks"*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, Great Britain, 193 pp (1989).

[16] Irvine T. N., Baragar W. R., *"Aguide to the chemical classification of the commn Volcanic Rocks"*, Canadian Journal of Earth Sciences. 8, p. 523- 546 (1971).

[17] Ussing N. V., *"Geology of the country around Julianehaab Greenland.MeddrGronland"*, 38 (1912) 1-376.

[18] Sun S.S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes"*, Geological

isotope constraints for mantle sources and petrogenesis. Lithos, 96 (2007) 415-435.

[28] Chen B., Jahn B. M., Arakawa Y., Zhai M. G., *"Petrogenesis of the Mesozoicintrusive complexes from the southern TaihangOrogen, North China Craton:elemental and Sr-Nd-Pb isotopic constraints"*, Contributions to Mineralogy and Petrology. 148 (2004) 489–501.

[29] Rogers N. W., Hawkesworth C. J., Parker R. J., Marsh J. S., *"The geochemistry of potassic lavas from Vulsini"*, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. Contributions to Mineralogy and Petrology.90 (1985) 244-257.

[30] Nelson D. R., McCulloch M. T., *"Enriched mantle components and mantle recycling of sediments. In: Ross"*, J. (Ed.), Kimberlites and related rocks. Vol 1.Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacement. Geological Society of Australia Special Publication, vol. 14 (1989) pp. 560-570.

[31] Zhao J. X., Shiraishi K., Ellis D. J., Sheraton J. W., *"Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato Mountains"*, East Antarctica: implications for the origin of syenite magmas. Geochimicate Cosmochimica Acta 59 (1995) 1363-1382.

[32] Fisk M. R., Upton B. G. J., Ford C. E., *"Geochemical and experimental study of thegenesis of magma of Reunion Island, Indian Ocean"*, Journal of Geophysical Research .93 (1988) 4933-4950.

[33] Baker B. H., *"Outline of the petrology of the Kenya Rift alkaline province. In:Fitton, G. G., Upton, B. G. J. (Eds.)"*, Alkaline Igneous Rocks. Geological SocietySpecial Publication, vol. 30, (1987) pp. 293-311.

[34] McDonough W. F., McCulloch M. T., Sun S. S., *"Isotopic and geochemicalsystematic in Tertiary- Recent basalts from southeastern Australia and implicationsfor the evolution of the subcontinental lithosphere"*, Geochim. Cosmochim. Acta , 49 (1985) 2051-2067.

[35] Menzies M., "*Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earths interior"*, Society, London, Special Publications 42 (1) (1989) 313-345.

[19] Jung S., Hoffer E., Hoernes S., *"Neo-Proterozoic rift- related syenites (North Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-PB-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis"*, Lithos, 96 (2007) 415-435.

[20] Ying J., zhang H., Sun M., Tang Y., Zhou X., Liu X., *"Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province"*, western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime. Lithos, 01566 (2007) 1-22.

[21] Soesoo A., *"Fraction crystallization of mantle derived melt as a mechanism for some I-Type granite petrogenesis: An example from Iachlan fold belts"*, Australia. Journal of the Geological Society, London. Vol, 157 (2000) 135-149 pp.

[22] Edward C.M.H., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Morrid J.D., Leeman W.P., Harmon R.S., *"The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgite-Beser Complex"*, East Java, Indonesia, Journal of Petrology, Vol. 35, No. 6, (1994) 12. p. 1557-1595.

[23] Ionov D.A., Hofmann A.W., *"Nb-Ta rich mantle amphiboles and micas: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations"*, Earth Planet SciLett. 131 (1995) 341-356.

[24] Ying J., zhang H., Sun M., Tang Y., Zhou X., Liu X., *"Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province"*, western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime. Lithos, 01566 (2007) 1-22.

[25] Ilbeyli N., Pearce J. A., Thirlwall J. G., Mitchell J. G., *"Petrogenesis of collision- related plutonics in Central Anatolia"*, Turkey. Lithos, 72 (2004) 163-182.

[26] Upadhyay D., Raith M. M., Mezger K., Hammerschmidt, *"Mesoproterozoic rift- related alkaline magmatism at Elchuru"*, prakasam Alkaline Province, SE India, Lithos, 89 (2006) 447-477.

[27] Jung S., Hoffer E., Hoernes S., *"Neo-Proterozoic rift- related syenites (North Damara Belt"*, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-PB-O

Geological Society, London, Special Publications, v.30; p15-27.

[36] Muller D., Groves D.I., Potassic igneous rocks and associated Gold- Copper Mineralization.Secod Updated and Enlarged Edition, Springer (1997) 238 pp.

[37] Fowler M. B., *"Elemental and O-Sr-Nd isotope geochemistry of the Glen Dessarysyenite",* NW Scotland. Journal of the Geological Society 149 (1992) 209-220.

[38] Thirlwall M. F., Burnard P., *"Pb-Sr-Nd isotope and chemical study of the origin of undersaturated and oversaturated shoshonitic magmas from the Borralan pluton"*, Assynt, NW Scotland. Journal of the Geological Society.147 (1990) 259-269.

[39] Thompson R. N., Fowler M.B., *"Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 94 (1986) 507–22.

[40] Berberian M., King G.C.P., *"Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Canadian Journal of Earth Science 18 (1981) 210–265.

[41] Peccerillo A., *"Potassic and ultrapotassic rocks: Compositional characteristics"*, petrogenesis and geologic significance; IUGS Episods 15 (1992) 243–251.